

Изменчивость прикромочной ледовой зоны и вихреобразования в проливе Фрама и у архипелага Шпицберген по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летний период

Л. А. Петренко ✉, И. Е. Козлов

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
✉ larcpetr@gmail.com

Поступила в редакцию 12.10.2022; одобрена после рецензирования 30.05.2023;
принята к публикации 05.07.2023.

Аннотация

Цель. Исследовать пространственно-временную изменчивость кромки поля дрейфующих льдов и особенности вихреобразования в прикромочной ледовой зоне (ПЛЗ) в проливе Фрама и у арх. Шпицберген в теплый период 2007 г. – цель настоящей работы.

Методы и результаты. Использовались спутниковые радиолокационные изображения *Envisat ASAR* за июнь – сентябрь 2007 г., в которых фиксировалось положение границы поля дрейфующих льдов и выявлялись поверхностные проявления вихревых образований в ПЛЗ. Установлено, что в течение указанного периода граница лед – вода испытывала неодинаковые смещения на всем протяжении с общим размахом движений кромки льдов в диапазоне 30–220 км. Движение кромки льдов при различных ветровых ситуациях сопровождалось образованием ледовых филаментов и вихрей, максимальное количество которых зафиксировано в июне. Анализ данных позволил выявить более 2000 отчетливых вихрей в ПЛЗ с явным преобладанием структур с циклоническим типом вращения (78%). Более крупные вихри (диаметр 10–20 км) встречались над глубоководными участками прол. Фрама и шельфом Гренландского моря, более мелкие (~ 5 км) – в прибрежных районах арх. Шпицберген. Зафиксированы случаи отрыва фрагментов от ледового поля с последующим вовлечением их в вихревое движение. Приведены оценки скоростей дрейфа льда и орбитального движения в вихрях.

Выводы. На смещения кромки льдов и процесс вихреобразования в ПЛЗ оказывают существенное влияние ветровые условия. При резкой смене направления ветра может происходить отрыв фрагментов ледового поля. Выявленные в ПЛЗ вихревые образования имеют преимущественно циклоническое направление вращения.

Ключевые слова: прикромочная ледовая зона, кромка льдов, вихри, архипелаг Шпицберген, пролив Фрама, спутниковые радиолокационные изображения, Северный Ледовитый океан

Благодарности: настоящее исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 21-17-00278 (анализ пространственно-временной изменчивости прикромочной ледовой зоны, поля вихрей и их связи с фоновыми ветровыми условиями). Сбор, обработка данных и идентификация вихрей в спутниковых данных выполнены в рамках темы государственного задания FNNN-2021-0010.

Для цитирования: Петренко Л. А., Козлов И. Е. Изменчивость прикромочной ледовой зоны и вихреобразования в проливе Фрама и у архипелага Шпицберген по данным спутниковых радиолокационных наблюдений в летний период // Морской гидрофизический журнал. 2023. Т. 39, № 5. С. 631–649. EDN BZLYEJ.

Variability of the Marginal Ice Zone and Eddy Generation in Fram Strait and near Svalbard in Summer Based on Satellite Radar Observations

L. A. Petrenko ✉, I. E. Kozlov

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russia
✉ larcpetr@gmail.com

Abstract

Purpose. The aim of the study is to investigate the spatial and temporal variability of drifting ice field edge and the features of eddy generation in the marginal ice zone (MIZ) in Fram Strait and near Svalbard during the warm period in 2007.

Methods and Results. Satellite radar images of *Envisat* ASAR for June – September, 2007 were used to fix the position of drifting ice field boundary and to reveal the surface manifestations of eddy formations in MIZ. It is established that during the upper mentioned period, the ice – water boundary experienced unequal displacements along its entire length, and that a total range of the ice edge movements was 30–220 km. At different wind conditions, the ice edge motion was accompanied by the formation of ice filaments and eddies, the maximum number of which was recorded in June. The data analysis allowed us to identify more than 2000 pronounced MIZ eddies in which the structures with a cyclonic type of rotation were evidently predominant (78%). The larger eddies (10–20 km in diameter) were observed over the deep-water areas of Fram Strait and over the Greenland Sea shelf, whereas the smaller ones (~5 km in diameter) – in the coastal areas of Svalbard. The cases when the fragments were detached from the ice field and subsequently involved in the vortex motion were recorded. The ice drift and orbital motion velocities in the eddies were assessed.

Conclusions. The ice edge displacements and the process of eddy generation in the MIZ are significantly affected by the wind conditions. When the wind direction changes abruptly, the ice field fragments can be detached. The identified MIZ eddies are mainly of cyclonic rotation direction.

Keywords: marginal ice zone, ice edge, eddies, Svalbard, Fram Strait, satellite radar images, Arctic Ocean

Acknowledgements: The present study was carried out with support of the RSF grant No. 21-17-00278 (analysis of spatial and temporal variability of the marginal ice zone, eddy fields and their relationship with the background wind conditions). Data collection and processing, and eddy identifications using satellite data were performed within the framework of state assignment No. FNNN-2021-0010.

For citation: Petrenko, L.A. and Kozlov, I.E., 2023. Variability of the Marginal Ice Zone and Eddy Generation in Fram Strait and near Svalbard in Summer Based on Satellite Radar Observations. *Physical Oceanography*, 30(5), pp. 594-611.

Введение

Прикромочная ледовая зона (ПЛЗ) представляет собой переходную область от открытого океана к плотному ледяному покрову с типичными значениями сплоченности морского льда 20–80%. Это область активного взаимодействия атмосферы, океана и льда, которое определяет положение в пространстве границы распространения льдов.

Площадь ледового покрова в прол. Фрама и у арх. Шпицберген существенно меняется в течение года, уменьшаясь в летний период и значительно увеличиваясь зимой. Область, в пределах которой происходят смещения границы распространения льдов, отличается значительной изменчивостью ветра

и резкими градиентами термохалинных характеристик в поверхностном слое океана [1–4].

При ветрах «со льда на воду» и ветрах, направленных вдоль кромки при расположении льдов слева, происходит значительное уменьшение сплоченности морского льда внутри ПЛЗ, а льды смещаются в сторону открытой воды [5], где процесс таяния ускоряется вследствие того, что свободная ото льда вода имеет более высокую соленость и более высокую температуру, в том числе и в результате радиационного прогрева [6]. Возникающие при этом градиенты способствуют образованию вихрей различного типа вращения.

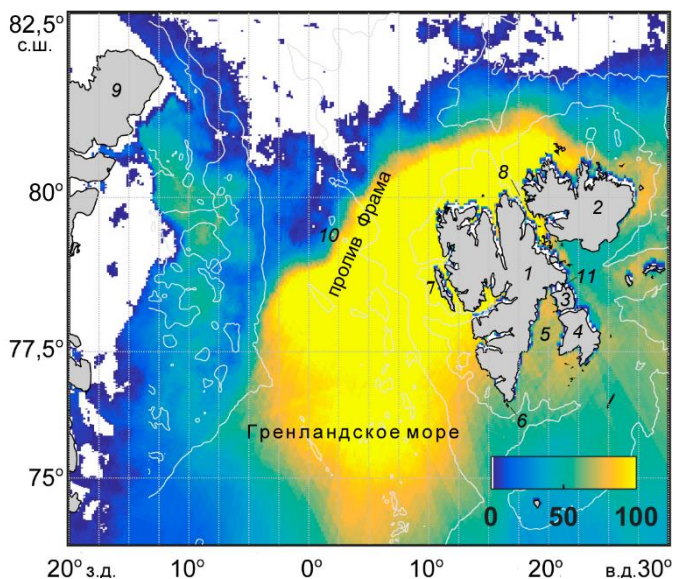
При ветрах, направленных с чистой воды на лед, и ветрах вдоль кромки со льдом справа в результате конвергенции происходит уплотнение кромки ледового поля. При этом отдельные льдины, смещаясь в сторону основного ледяного покрова, сталкиваются и дробятся на более мелкие, что также стимулирует таяние и опреснение подледного слоя и обострение градиентов плотности [7], способствуя активизации мезо- и субмезомасштабных процессов в океане. Эти процессы могут быть исследованы с помощью методов дистанционного зондирования океана из космоса, наиболее эффективным из которых является анализ данных спутниковых радиолокаторов с синтезированной апертурой (РСА) [8–10]. Идентификация динамических процессов внутри ПЛЗ по данным РСА возможна как на основе экспертной оценки путем визуального обнаружения их радиолокационных сигнатур [11, 12], так и автоматизированным способом на основе методов машинного обучения [13, 14].

Важным преимуществом данных спутниковых РСА является их высокое пространственное разрешение и независимость от условий облачности и освещенности, что позволяет проводить совместный анализ пространственно-временной изменчивости ПЛЗ и процессов вихреобразования в исследуемом районе.

Данные и методы их обработки

В настоящей работе использованы радиолокационные изображения (РЛИ), полученные со спутника *Envisat ASAR* в *C*-диапазоне и режиме съемки *Wide Swath Mode (WSM)* (ширина полосы обзора 400×400 км, пространственное разрешение 150×150 м) в июне – сентябре 2007 г. Данные о поле скорости ветра высокого разрешения были получены по исходным РЛИ на основе модельной функции *CMOD4* с использованием направления ветра из данных реанализа *NCEP*.

Всего было обработано 448 РЛИ акватории в прол. Фрама и у арх. Шпицберген в районе с координатами $75\text{--}82^\circ$ с. ш., 13° з. д. – 30° в. д. Покрытие района исследований спутниковой РСА-съемкой (количество снимков в узлах сетки размером 300×300 точек в пределах координат рассматриваемого района) приведено на рис. 1. Видно, что более информативно были покрыты данными центральная и северо-восточная части района исследований, на которые приходится свыше 100 РЛИ. Западная, восточная и южная части имеют меньшую обеспеченность спутниковой информацией, 40–80 РЛИ. Минимальная обеспеченность данными наблюдается вблизи кромки льда, где плотность покрытия, обусловленная сезонной динамикой ПЛЗ, составляет 10–40 изображений за весь период.



Р и с. 1. Покрытие района исследований спутниковой РСА-съемкой (количество снимков в узлах сетки размером 300×300 точек). Обозначения: 1 – о. Западный Шпицберген; 2 – о. Северо-Восточная Земля; 3 – о. Баренца; 4 – о. Эдж; 5 – пролив Стур-Фьорд; 6 – о. Серкаппейя; 7 – о. Земля Принца Карла; 8 – пролив Хинлопена; 9 – о. Гренландия; 10 – впадина Моллой; 11 – пролив Хелейсунн

Fig. 1. Satellite SAR imagery of the area under study (number of images in the grid nodes of 300×300 point). Designations: 1 – the Spitsbergen Island; 2 – the North-East Land Island; 3 – the Barents Island; 4 – the Edge Island; 5 – the Stur-Fjord Strait; 6 – the Serkappeya Island; 7 – the Prince Charles Foreland; 8 – the Hinlopen Strait; 9 – the Greenland Island; 10 – the Molloy Deep; 11 – the Heleysunn Strait

По спутниковым данным визуально фиксировалось пространственное положение границы распространения льдов (кромки ледового поля). За ледовую кромку принималось положение границы распространения льдов, отражающее переход «лед – чистая вода».

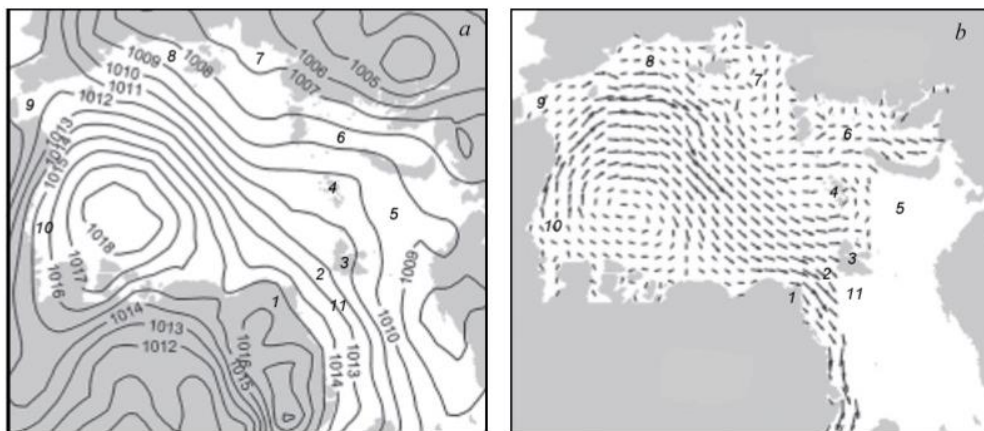
Также выделялись поверхностные проявления вихревых структур (ППВС) в ПЛЗ, определялись координаты центра вихрей, их диаметр, направление вращения и глубина места, соответствующая центру вихря. Определение характеристик вихревых структур проводилось на основе методики, описанной в работе [9].

Изменчивость границы распространения льдов

В связи с тем, что ППВС по спутниковым РЛИ различимы на свободных ото льда акваториях и в зоне льдов небольшой сплоченности [2, 9, 11], для исследования пространственного распределения вихрей фиксировалось положение кромки ледового поля с целью получения общей картины распространения дрейфующих льдов в пределах рассматриваемого района.

Теплый период 2007 г. отличался минимальной за все предшествующие годы ледовитостью Северного Ледовитого океана, т. е. максимальным очищением акватории ото льда. В период с июня по сентябрь 2007 г. полярный антициклон был смещен к югу от центра Канадской котловины (рис. 2) [15]. В то

же время смещающиеся по континентальной части циклоны вызвали адвекцию воздушных масс с теплых континентов в Арктику [16–18]. В результате возникла зона повышенных барических градиентов (рис. 2, *a*), типичная в годы с минимальной ледовитостью и способствующая интенсивному выносу льдов через прол. Фрама (рис. 2, *b*) [15, 19], так как движение льдов при сложившейся в 2007 г. метеоситуации происходило вдоль атмосферных изобар * [20].



Р и с. 2. Осредненные за май – сентябрь 2007 г. поля атмосферного давления (*a*) и скоростей дрейфа льда (*b*) над акваторией Северного Ледовитого океана, приведенные в [15]. Обозначения: 1 – о. Гренландия; 2 – пролив Фрама; 3 – архипелаг Шпицберген; 4 – Земля Франца-Иосифа; 5 – Баренцево море; 6 – Карское море; 7 – море Лаптевых; 8 – Восточно-Сибирское море; 9 – Чукотское море; 10 – море Бофорта; 11 – Гренландское море

F i g. 2. Averaged for May – September, 2007 fields of the atmospheric pressure (*a*) and the ice drift velocities (*b*) over the Arctic Ocean derived from [15]. Designations: 1 – the Greenland island; 2 – Fram Strait; 3 – Svalbard; 4 – the Franz-Josef Land; 5 – the Barents Sea; 6 – the Kara Sea; 7 – the Laptev Sea; 8 – the East Siberian Sea; 9 – the Chukchi Sea; 10 – the Beaufort Sea; 11 – the Greenland Sea

Анализ спутниковых данных, полученных в прол. Фрама и у арх. Шпицберген в июне – сентябре 2007 г., показал, что кромка поля дрейфующих льдов подвержена сильным деформациям, а ее смещение происходит неодинаково по всей протяженности (рис. 3).

В начале июня 2007 г. кромка ледового поля к северу от арх. Шпицберген располагалась на $80,5^\circ$ с. ш. и примыкала к берегу у м. Верлегенхукен ($16,25^\circ$ в. д.). Акватория с восточной стороны архипелага была полностью занята льдами вплоть до 77° с. ш. На юге льды распространялись до самой южной оконечности арх. Шпицберген – о. Сёркаппейя ($76,5^\circ$ с. ш., $16,57^\circ$ в. д.). В течение июня 2007 г. происходила интенсивная потеря льда на юге и юго-востоке от архипелага. К концу месяца ото льда освободился прол. Стур-Фьорд, а граница распространения льдов поднялась с восточной стороны до 78° с. ш. (рис. 3, *a*).

* Colony R. L., Rigor I. G. International Arctic buoy program data report 1 January 1992 – 31 December 1992. Seattle : Applied Physics Laboratory-University of Washington, 1993. 215 p. (Technical Memorandum ; APL-UW TM29-93).

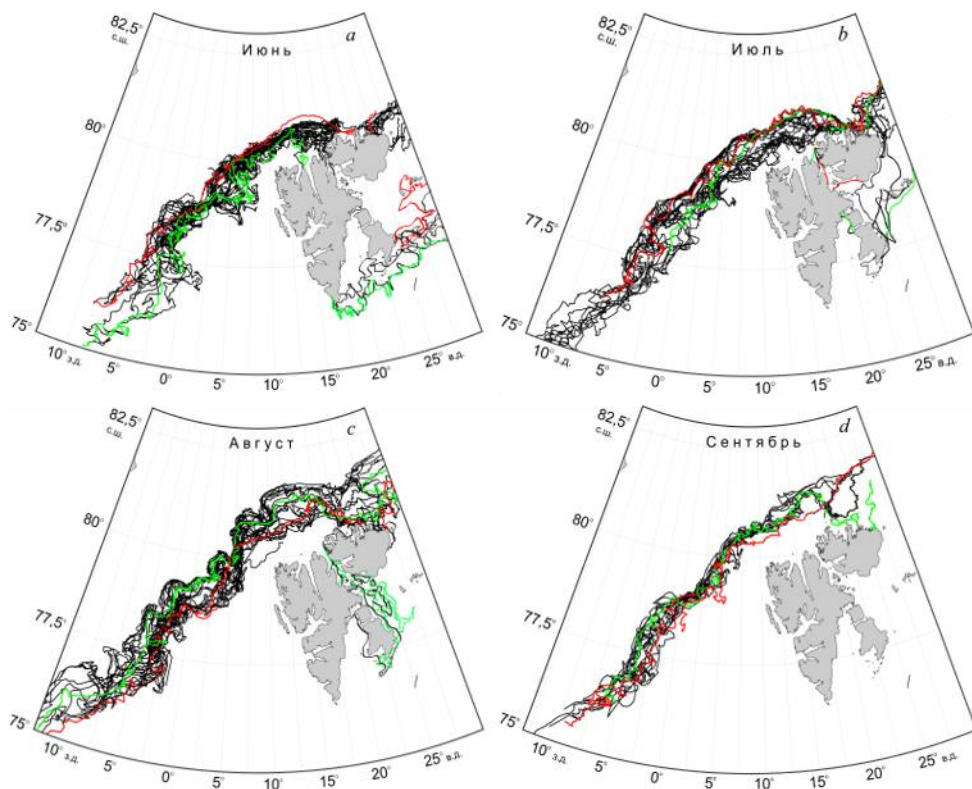


Рис. 3. Пространственная изменчивость кромки поля дрейфующих льдов в районе прол. Фрама и у арх. Шпицберген в июне – (a), июле – (b), августе – (c) и сентябре – (d) 2007 г. Положение кромки льдов в начале месяца обозначено зеленым цветом, в конце месяца – красным

Fig. 3. Spatial variability of the drifting ice edge in Fram Strait region and near Svalbard in June – (a), July – (b), August – (c) and September – (d), 2007. The ice edge position at the beginning of a month is indicated in green, and at the end of a month – in red

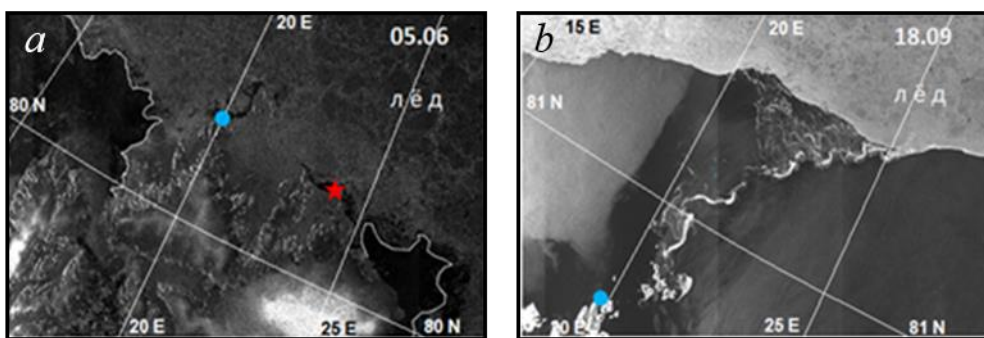
К западу от архипелага ориентация кромки поля дрейфующих льдов по направлению с северо-востока на юго-запад определяется главным образом взаимодействием основных потоков: выносом полярных вод, Восточно-Гренландским течением (ВГТ) и Западно-Шпицбергенским течением (ЗШТ), переносящим атлантические воды (АВ) [21].

В июне 2007 г. при преобладающих слабых ветрах характер деформаций и пространственного смещения кромки ледового поля отражал общую картину переноса атлантических вод в районе исследований. На рис. 3, a видно, что кромка льда в прол. Фрама смещена на запад под влиянием теплых рециркуляционных ветвей ЗШТ. Между ними находятся хорошо развитые ледовые филаменты в районе 77–79° с. ш., направленные в сторону свободной ото льда акватории и обусловленные воздействием ВГТ на выносной поток из полярной области. Так как ВГТ распространяется вдоль изобат склона Восточно-Гренландского шельфа, то образование филаментов происходит в точках резкого изменения кривизны изобат при отрыве внешней струи от общего потока ВГТ под действием местных ветров [19, 22].

Конфигурация кромки в июне четко отражает присутствие крупного вихревого образования в районе впадины Моллой (ВМ) (79° с. ш., $2,5^\circ$ в. д.) (рис. 3, *a*).

Севернее арх. Шпицберген кромка ледового поля отступала не только в северном, но и в восточном направлении. В течение июня 2007 г. восточная граница льдов сместилась от м. Верлегенхукен (16° в. д.) к м. Платен (23° в. д.), т. е. на 135 км. При этом отступление льдов к северу в этом районе составило ~ 200 км (до 81° в. д.). Наибольшее отступление кромки льдов к северу наблюдалось параллельно оси прол. Хинлопена и было обусловлено усилением ветра при прохождении через узкий и длинный пролив.

В конце июня в районе к северу от арх. Шпицберген ($80,68^\circ$ с. ш.), в области малых глубин в районе $20\text{--}27^\circ$ в. д., сформировалось остаточное ледовое поле, с запада и с востока граничащее с пространством чистой воды, т. е. ледовая «перемычка» (рис. 4, *a*). В зависимости от направления ветра эта «перемычка» имела преимущественно припайный характер либо отделялась от арх. Шпицберген узкой полыньей.



Р и с. 4. Спутниковое изображение положения границы льдов к северу от арх. Шпицберген 5 июня (*a*) и 18 сентября (*b*) 2007 г. Мыс Нордкапп обозначен синим цветом, м. Платен – красным, граница льдов – белой линией

F i g. 4. Satellite image of the ice boundary position north of Svalbard on June 5 (*a*) and September 18 (*b*), 2007. The Cape Nordkapp is marked in blue, the Cape Platen – in red, and the ice boundary – by a white line

К концу июня кромка поля дрейфующих льдов в прол. Фрама на всем протяжении уплотнилась и выровнялась под действием продолжительных умеренных восточных ветров.

В первой декаде июля изменчивый по направлению ветер вызвал подвижки кромки ледового поля, что в результате способствовало возникновению многочисленных вихревых структур в прикромочной ледовой зоне [23]. Но в итоге в июле кромка льдов севернее $79,5^\circ$ с. ш. практически сохранила свое крайнее северное положение с диапазоном смещения ~ 80 км.

Южнее $79,5^\circ$ с. ш. отступление границы поля дрейфующих льдов в прол. Фрама продолжилось, а размах колебаний ее положения достигал 200 км. Минимальная ширина зоны смещения в июле (66 км) имела место в точках с координатами $76,4^\circ$ с. ш., $4,5^\circ$ з. д. (45 км) и $79,8^\circ$ с. ш., $3,75^\circ$ в. д. (рис. 3, *b*).

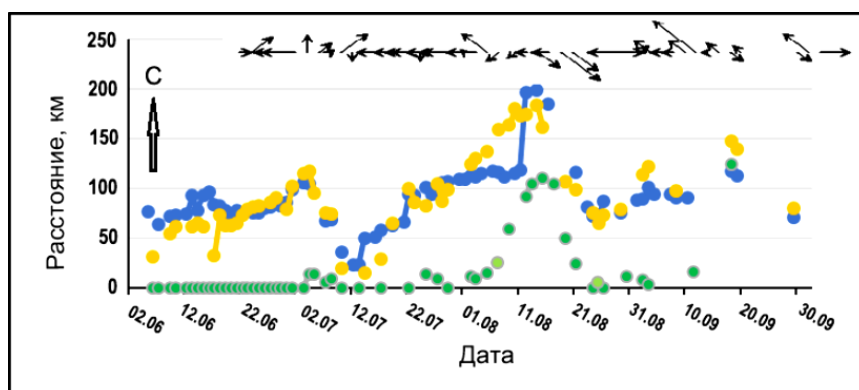
В прол. Хинлопена льды сохранялись до конца июля. Лишь смена преобладающих ветров к юго-востоку от арх. Шпицберген в августе, которая активизировала заток теплых вод с юга, привела к ускорению процесса таяния и очищению пролива ото льда.

Сезонное отступление границы распространения льдов, приводящее к увеличению площади чистой воды, происходило до первых чисел августа, после чего направление смещения сменилось на противоположное. В августе размах смещений кромки составил 130–140 км практически на всем протяжении границы ледового поля с минимумом 30 км в точке $79,9^\circ$ с. ш., $6,25^\circ$ в. д.

В сентябре наибольшие подвижки границы ледового поля отмечались южнее 79° с. ш. Ширина зоны смещений достигала 90 км. К северу от 79° с. ш. колебания кромки льдов происходили в пределах 55 км. Севернее арх. Шпицберген отступление кромки в сентябре продолжилось и составило более 120 км.

Во второй декаде сентября 2007 г. ледовая «перемычка» за 20° в. д. к 18.09.2007 г. вырождается в тонкую полосу тающего льда (рис. 4, *b*), протянувшуюся к берегу от уплотненной кромки ледового поля и показывающую положение места столкновения разнонаправленных поверхностных потоков, а затем полностью исчезает.

Более наглядно демонстрирует смещения ледовой кромки к северу от арх. Шпицбергена рис. 5, на котором изображен график изменчивости удаления границы ледового поля от трех различных точек архипелага – северной оконечности о. Амстердам ($79,78^\circ$ с. ш., $10,75^\circ$ в. д.), м. Верлегенхукен ($80,06^\circ$ с. ш., $16,25^\circ$ в. д.) и м. Платен ($80,51^\circ$ с. ш., $22,79^\circ$ в. д.). Видно, что у северного побережья арх. Шпицберген отступление льдов к полюсу прерывалось дважды за летний период 2007 г. – в первой декаде июля и во второй декаде августа. При этом ледовый массив вновь занимал северо-восточный шельф архипелага.

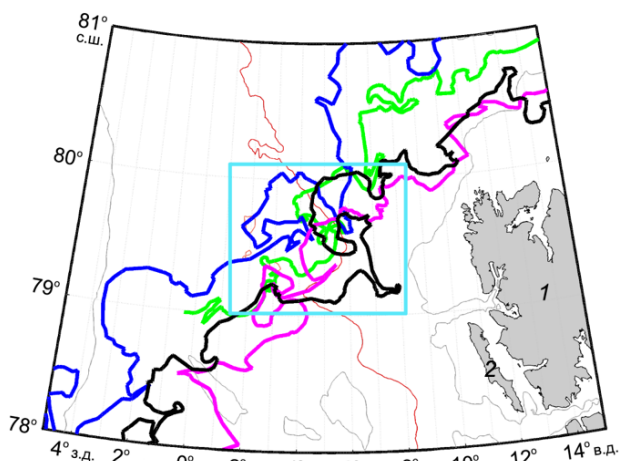


Р и с. 5. Удаление кромки льда от северного побережья арх. Шпицберген: от о. Амстердам (показано синим цветом), от м. Верлегенхукен (желтым), от м. Платен (зеленым). Стрелками обозначен вектор среднесуточного ветра

F i g. 5. Distance of the ice edge from the Svalbard northern coast: from the Amsterdam Island (blue), from the Verleghukken Cape (yellow) and from the Platen Cape (green). Mean daily wind vector is indicated by the arrows

На протяжении всего летнего периода на деформацию кромки поля дрейфующих льдов оказывали влияние вихревые структуры – как образующиеся в прикромочной ледовой зоне, так и принесенные к кромке в результате адвекции. В итоге в вихревое движение вовлекался лед при малой его сплоченности, а при достаточно плотной кромке вихри с теплой водой вызывали активное таяние льда и «отпечатывались» на кромке ледового поля.

По спутниковым изображениям было отмечено, что в прол. Фрама в районе ВМ конфигурация кромки льда периодически отображает наличие на поверхности воды квазистационарного циклонического вихря, который определяется как топографически захваченный (рис. 6). Он также является частью крупномасштабного вихревого движения, состоящего из рециркулирующей атлантической воды и генерируемого особенностями топографии дна на периферии ВМ [24]. В указанной работе также приводятся конфигурации кромки льдов в районе вихря, полученные в различные годы, и делается вывод, что поверхностное проявление вихря зависит от действующего ветра и изменчивости фоновых течений. При этом смещения положения вихря происходят преимущественно на запад и северо-запад.



Р и с. 6. Проявление квазистационарного вихря на ледовой кромке в районе впадины Моллой (выделено голубым цветом) в теплый период 2007 г.: 3 июня (черная кривая); 9 июля (сиреневая); 9 августа (синяя); 6 сентября (зеленая). Обозначения: изобата 2000 м показана красным цветом; 1 – о. Западный Шпицберген; 2 – о. Земля Принца Карла

F i g. 6. Manifestation of the quasi-stationary eddy at the ice edge in the vicinity of the Molloy Deep (highlighted in cyan) during the warm period in 2007: on June 3 (black); on July 9 (magenta); on August 9 (blue) and on September 6 (green). Designations: the 2000 m isobath is marked in red; 1 – the Spitsbergen Island; 2 – the Prince Charles Foreland

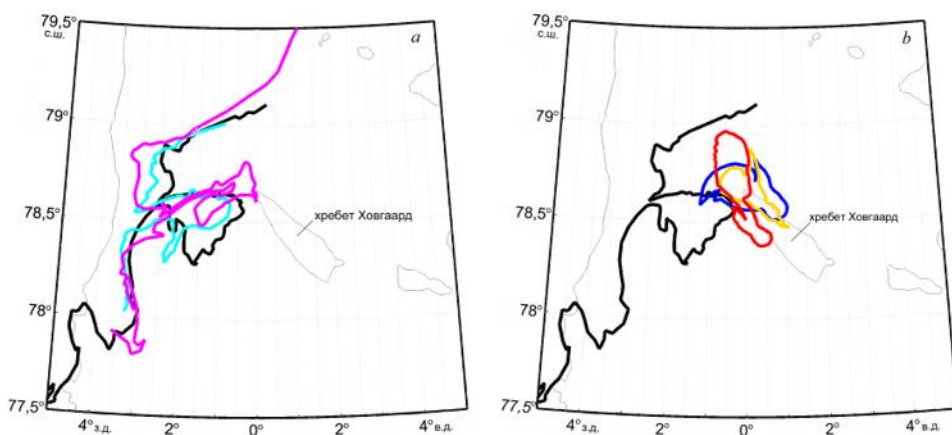
Количество проявлений вихря у ВМ в рассматриваемый период было невелико и отмечалось три дня в июне (3, 8 и 9 июня), один день в июле (9 июля), 12 дней в августе (2–13 августа), один день в сентябре (6 сентября). В августе высокая повторяемость случаев проявления вихря была обусловлена преобладанием юго-восточных и восточных ветров в первой половине месяца, привед-

ших к интенсификации вихря за счет усиления дрейфовой составляющей течений на поверхности, в частности ветви рециркуляции атлантической воды, огибающей вихрь [21, 25].

Проявления вихря в пределах ПЛЗ происходили различным образом. На рис. 6 показаны контуры ледовой кромки в отдельные дни теплого периода 2007 г. в районе ВМ. В указанные дни здесь находилась зона слабых ветров (2–3 м/с). Видно, что более четко вихрь проявился в июне и августе. При этом отмечалась циклоническая завихренность ветра (ветер северного направления в прол. Фрама и южного – у побережья арх. Шпицберген). В июле и сентябре присутствие вихря было только обозначено выемкой на кромке льдов; 9 сентября над всем регионом действовал слабый северный ветер; 6 сентября в проливе наблюдался южный ветер, а у арх. Шпицберген – северный (антициклоническая завихренность ветра), при этом поверхностное проявление вихря было слабо выражено. Таким образом, можно предположить, что проявление вихря на поверхности моря в районе ВМ зависит не только от направления и скорости ветра, но и от знака завихренности последнего.

Отсутствие на кромке ледового поля проявления конфигурации вихря связано с возникновением встречных вращению вихря дрейфовых течений на поверхности моря под действием соответствующих ветров. В результате вихревое образование не достигает поверхности моря, а подавляется поверхностным потоком [21].

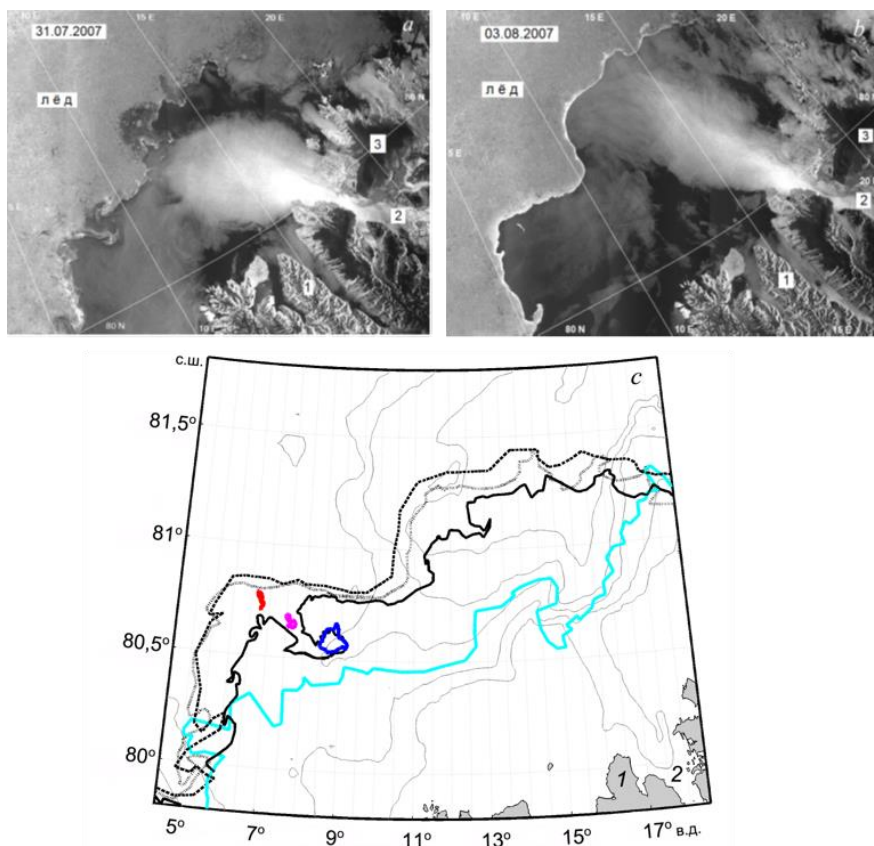
В рассматриваемый период зафиксированы случаи отрыва части ледового поля вихревым образованием и увлечения ее на чистую воду. Из рис. 7 видно, что фрагмент ледового поля был вовлечен в вихревое движение антициклоническим вихрем диаметром > 40 км, сформировавшимся на свободной ото льда воде. Начальная площадь фрагмента составляла 960 км².



Р и с. 7. Вовлечение льда из ПЛЗ в вихревое движение (а) и захват его антициклоническим вихрем (б). Положение кромки льдов 26 июля показано черным цветом; контур вовлеченного льда 27 июля – голубым, 28 июля – сиреневым, 29 июля – синим, 30 июля – желтым, 31 июля – красным

Fig. 7. Involvement of ice from MIZ in the eddy motion (a) and its trapping by the anticyclonic eddy (b). The ice edge position on July 26 is shown in black; the contour of the involved ice on July 27 – in cyan, on July 28 – in magenta, on July 29 – in blue, on July 30 – in yellow and on July 31 – in red

Процесс вовлечения льда в вихревое движение начался 26 июля 2007 г. (рис. 7, *a*) при уплотненной кромке под действием северо-восточного ветра. После смены направления ветра на юго-западное 29 июля произошел отрыв фрагмента от ледового массива с последующим вовлечением во вращение антициклонического вихря, сформировавшегося над подводной возвышенностью. Площадь льда в вихре на этот момент составляла уже 801 км². До практически полного исчезновения льда вихрь стационарировал в районе северной оконечности хребта Ховгаард. Вытягивание по ветру остатков тающего льда 31 июля (рис. 7, *b*) указало на то, что вихревое движение прекратилось. Скорость вращения в вихре, оцененная по последовательным снимкам за 30 июля, достигала 23 см/с. Время жизни антициклонического вихря составило 6 сут.



Р и с. 8. Изменчивость границ распространения льдов по спутниковым данным к северу от арх. Шпицберген за 31 июля (*a*) и 3 августа (*b*); на фрагменте (*c*) положение кромки льдов 1 августа показано сплошной линией, 2 августа – пунктирной, 3 августа – штриховой, в конце месяца – голубой; положение фрагмента ледового поля 1 августа показано синим цветом, 2 августа – сиреневым, 3 августа – красным. Обозначения: 1 – о. Западный Шпицберген; 2 – пролив Хинлопена; 3 – о. Северо-Восточная Земля

Fig. 8. Variability of ice boundary to the north of Svalbard based on satellite data for July 31 (*a*) and August 03 (*b*); on fragment (*c*), the ice edge on August 1 is shown by a solid line, on August 2 – by a dotted line, on August 3 – by a dashed line and at late August – by cyan color; position of the ice field fragment on August 1 is shown by blue, on August 2 – by magenta, on August 3 – by red. Designations: 1 – the Spitsbergen Island, 2 – the Hinlopen Strait, 3 – the North-East Land island

Другой случай отрыва льда от ПЛЗ наблюдался в начале августа к северу от арх. Шпицберген. В этом районе положение границы льдов может резко меняться под действием южных и юго-восточных ветров, усиленных при прохождении через протяженный узкий прол. Хинлопена. Так, в конце июля кромка поля дрейфующих льдов претерпела воздействие усиленного проливом юго-восточного ветра, что привело к ее меандрированию (рис. 8, *a*).

В результате ветровой накачки западнее области действия ветра в районе 8–9° в. д. сформировался филамент от ПЛЗ, ориентированный на юг, с циклоническим вихревым образованием на конце. К северу от архипелага 1 августа ветер сменился на северо-восточный, что привело к отрыву вихря. После отрыва ледовый фрагмент с начальной площадью ~ 95 км² двигался вдоль кромки на северо-запад под совместным действием северной ветви ЗШТ и восточного ветра. Скорость дрейфа фрагмента составила в среднем 14 см/с. При этом кромка ледового поля приобрела выраженную волнистую конфигурацию (рис. 8, *b*). Возникновение такого вида деформаций исследовано с использованием численного моделирования в [26]. Было установлено, что причиной волнообразных деформаций на границе поля дрейфующих льдов является ветроволновое воздействие на меандрирующую кромку поля битого льда. При воздействии волн и ветра под острым углом к кромке отжатие льдов происходит неодинаково: при расположении кромки вдоль направления ветра/волнения смещение минимально, при перпендикулярной ориентации – максимально (рис. 8, *c*). В данном конкретном случае смещение льдов к западу происходило со скоростью 5–13 км/сут. Расстояние между «гребнями» таких волн на кромке составило 130–140 км. Деформации кромки достигали 50–60 км в глубину ледового поля.

Вихреобразование к востоку от арх. Шпицберген в основном было обусловлено плотностными градиентами, возникшими у кромки ледового поля. Другой очевидной причиной генерации вихревых структур является взаимодействие приливно-отливных течений и Восточно-Шпицбергенского течения с особенностями топографии дна и островами [27, 28].

Вихреобразование в прикромочной ледовой зоне

Образование вихрей в ПЛЗ может быть обусловлено множеством возможных причин – баротропной и бароклинной неустойчивостью потоков у ПЛЗ, топографической генерацией, взаимодействием принесенных к кромке льда вихрей, содержащих АВ, с фронтами талой воды, ветровой накачкой Экмана у кромки льда или сочетанием вышеуказанных причин [21, 25, 29, 30].

Для анализа статистики вихреобразования в прикромочной ледовой зоне из 448 спутниковых снимков *Envisat ASAR* рассматриваемого района было отобрано 294 изображения. В результате их обработки было идентифицировано 2272 проявления вихревых образований в ПЛЗ прол. Фрама и у арх. Шпицберген. При этом в июне было выявлено 1162 вихря, в июле – 420, в августе – 451, в сентябре – 239.

Была выявлена 1071 вихревая структура в местах с глубинами до 300 м, при этом 832 – на глубинах до 200 м. На глубокой воде с глубинами свыше 1000 м выявлено 852 вихря. Как видно на гистограмме зависимости количества

вихревых образований от глубины места их регистрации (рис. 9, *a*), максимальное количество структур наблюдалось над глубинами до 400 м, что указывает на влияние особенностей донного рельефа на их генерацию. Вторым максимум приходится на глубины 2500–3000 м, соответствующие центральной части прол. Фрама, он отражает вклад бароклинической неустойчивости в образование вихрей в ПЛЗ. По оценке, проведенной в [31], для прол. Фрама и ВГТ неустойчивость, приводящая к вихреобразованию, является бароклинической. К тому же в [29] делается вывод о том, что баротропная неустойчивость в центральной части прол. Фрама близка к нулю в течение всего года, а бароклиническая является преобладающим механизмом вихреобразования.

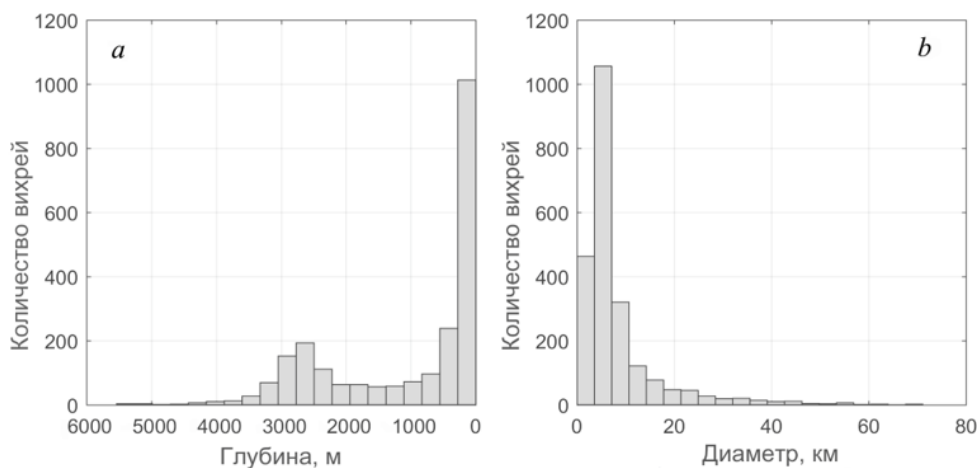
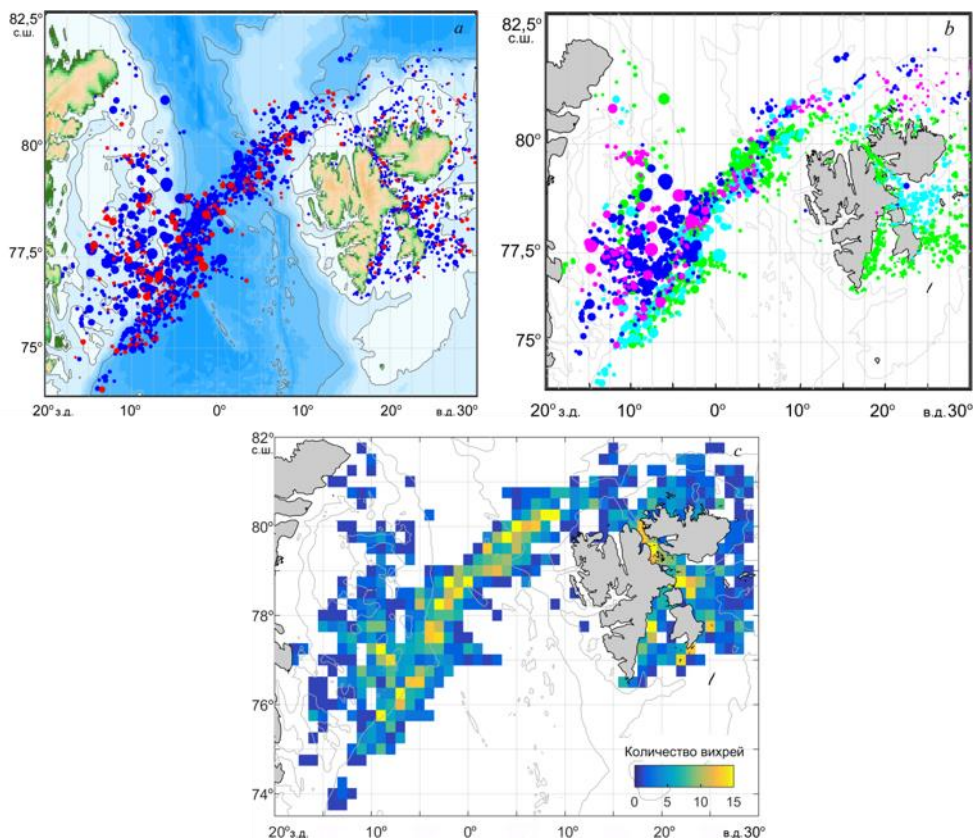


Рис. 9. Гистограммы распределения глубин места проявления вихрей (*a*) и диаметров вихревых структур (*b*)
Fig. 9. Distribution histograms of the depths in the eddy manifestation site (*a*) and the eddy diameters (*b*)

Как видно из рис. 9, *b*, наибольшее количество идентифицированных в ПЛЗ вихрей (1798) имели размеры < 10 км, что составляет 80% от общего числа структур. Вихри диаметром > 30 км (86) составляют только 4% от числа выявленных. Среднее значение параметра составило 8,3 км.

Пространственное распределение всех выявленных вихрей ПЛЗ показано на рис. 10, *a*, на котором размер маркера пропорционален реальному диаметру вихря. Было определено, что величины диаметров изменялись в пределах 1,3–71,1 км. Количество циклонических вихрей (78%) значительно превышало число антициклонических образований (22%).

На рис. 10, *b, c* приведено пространственное распределение всех выявленных за рассматриваемый период вихревых образований по месяцам и распределение по квадратам их общего количества. Как видно, наибольшее количество поверхностных проявлений вихревых образований приходится на средне-сезонное положение границы распространения льдов в прол. Фрама, а южнее 77° с. ш. – на бровку восточного шельфа Гренландии. На самом шельфе наиболее часто вихри наблюдаются над приглубой областью у 77° с. ш.



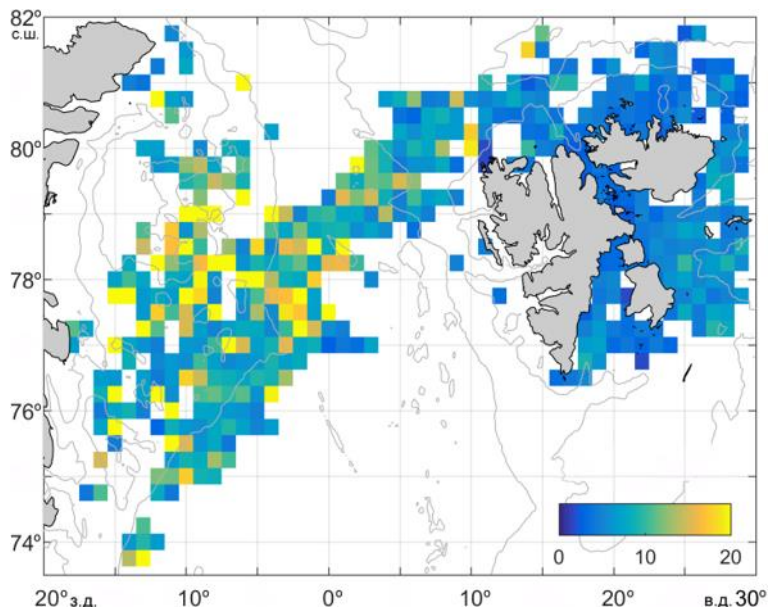
Р и с. 10. Пространственное распределение идентифицированных вихревых структур ПЛЗ: *a* – циклонических (показаны синим цветом) и антициклонических (красным) в июне – сентябре 2007 г.; *b* – в июне (зеленым), июле – (голубым), августе (синим), сентябре (сиреневым); *c* – суммарное количество ППВС в прикромочной ледовой зоне

Fig. 10. Spatial distribution of the identified MIZ eddies: *a* – cyclonic (shown in blue) and anticyclonic (shown in red) ones in June – September, 2007; *b* – in June (green), July (cyan), August (blue), September (magenta); *c* – total number of the eddy surface manifestations in the marginal ice zone

С восточной стороны арх. Шпицберген наибольшее количество вихрей выявлено в прол. Хинлопена (вследствие длительного сохранения льдов в проливе и наличия в нем островов), у восточного конца прол. Хелейсунн (вследствие его узости, приводящей к подпруживанию вод, поступающих с ВШТ) и у южного побережья о. Эдж (в результате взаимодействия южной ветви ВШТ с большим количеством малых островов). Также повышенное вихреобразование отмечалось в прол. Стур-Фьорд вдоль юго-восточного берега о. Западный Шпицберген в связи с прибрежным распространением льда и вод ВШТ. Как видно на рис. 10, *b*, эти максимумы к востоку от арх. Шпицберген обеспечиваются вихрями, выявленными исключительно в июне – июле, и связаны, вероятнее всего, с наличием тающих льдов в этом районе.

Пространственное распределение диаметров вихрей в ПЛЗ различается в зависимости от района (рис. 11). Средний диаметр вихревых образований к северу от арх. Шпицберген составлял ~ 5 км, что значительно меньше, чем

в прол. Фрама или над шельфовыми районами Гренландского моря со значениями параметра 10–20 км. Этот факт объясняется меньшими значениями радиуса деформации Россби над шельфовыми районами арх. Шпицберген [32].

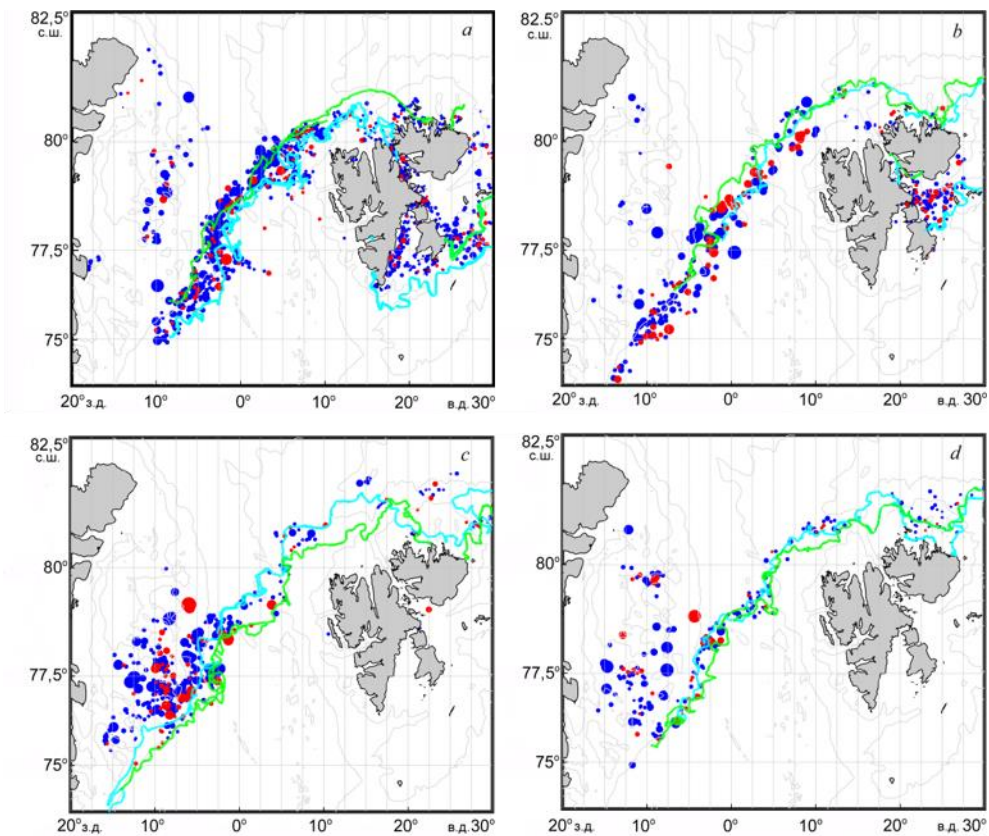


Р и с. 11. Средние значения диаметров (км) вихревых структур, рассчитанные для каждой ячейки сетки размером 50×50 км по данным спутниковых РСА-измерений за июнь – сентябрь 2007 г.

F i g. 11. Mean values of the eddy diameters (km) calculated for each 50×50 km grid cell based on satellite SAR measurements for June – September, 2007

На рис. 12 показано пространственное распределение вихрей по месяцам, совмещенное с положениями границы льдов в начале и в конце месяца. В целом данный рисунок демонстрирует хорошую пространственную корреляцию между положением границы распространения льдов и областями вихреобразования.

Вихри большего диаметра в основном прослеживаются на восточном шельфе Гренландского моря с большим количеством образований, расположенных вдоль бровки шельфа. Вероятнее всего, причиной их зарождения и развития является как распространение АВ (рециркуляционная ветвь ЗШТ на 78° с. ш.) по особенностям рельефа, так и адвекция теплых вод с юга, что в сочетании с ветровым воздействием приводит к интенсивному перемешиванию и активному вихреобразованию в виде диполей. В результате в этом районе наблюдается высокая повторяемость антициклонических вихревых структур, в то время как в других районах повторяемость циклонических вихрей обычно значительно выше [8, 30, 33]. В районе ВМ также постоянно происходит генерация вихрей обоих типов вращения на периферии квазистационарного круговорота с последующей адвекцией их течениями [2, 21].



Р и с. 12. Распределение вихрей ПЛЗ и положение границы распространения льдов по данным спутниковых РСА за июнь (a), июль (b), август (c), сентябрь (d). Линии голубого цвета обозначают положение ПЛЗ в начале каждого месяца, зеленого – в конце месяца

F i g. 12. Distribution of the MIZ eddies and the ice boundary position based on the satellite SAR data for June (a), July (b), August (c) and September (d). The cyan lines indicate the MIZ position at the beginning of each month and the green ones – at the end of a month

Наблюдаемые в теплый период 2007 г. вихри ПЛЗ имели больший диаметр в июне и июле. Кромка ледового поля в прол. Фрама в это время претерпевала значительные деформации, что привело не только к активной генерации вихрей, но и к образованию хорошо развитых филаментов, вытянутых в сторону свободной ото льда воды и часто наблюдаемых в этом районе. К концу летнего сезона диаметры прикромочных вихрей уменьшились, а кромка выровнялась и уплотнилась. В сентябре ослабели процессы вихреобразования и на восточном шельфе Гренландии, пик которых зафиксирован в августе.

З а к л ю ч е н и е

Анализ спутниковых РЛИ *Envisat ASAR* в прол. Фрама и у арх. Шпицберген в теплый период 2007 г. позволил выявить особенности пространственно-временной изменчивости кромки ледового поля и характеристик ПЛЗ, а также поверхностных проявлений многочисленных вихревых структур, образующихся в этой области.

Установлено, что граница распространения льдов претерпевала неодинаковые смещения по всей своей длине. По характеру изменчивости положения кромки поля дрейфующих льдов можно выделить несколько участков со своими особенностями вихреобразования: район севернее 79° с. ш., глубоководная часть пролива ($76\text{--}79^\circ$ с. ш.) и область южнее 76° с. ш., – на которых смещения границы льдов могут происходить разнонаправленно.

Сезонное отступление кромки льдов в прол. Фрама происходило до начала августа. К северу от арх. Шпицберген отступление ледового поля на север продолжилось и в сентябре. Размах смещений границы распространения льдов в июне – сентябре 2007 г. изменялся в пределах 30–220 км, а на юго-востоке составил более 4 градусов широты (> 450 км).

Под влиянием действующих ветров структура и размеры ПЛЗ изменяются, что влияет и на процесс вихреобразования. При северных ветрах кромка более разряжена и смещена в сторону чистой воды – ширина ПЛЗ увеличивается, растет количество образующихся вихревых структур. Аналогичное воздействие оказывают и западные ветры, т. е. ветры «со льда». При южных/восточных ветрах, т. е. ветрах «на лед», происходит уплотнение кромки, уменьшение ширины ПЛЗ и соответственно – уменьшение количества образующихся вихрей. Резкая смена направления ветра может привести к отрыву от кромки фрагмента ледового поля и вовлечению его в вихревое движение на чистой воде.

В рассматриваемый период выявлен интенсивный процесс вихреобразования в ПЛЗ. Всего было зарегистрировано 2272 вихревые структуры ПЛЗ, из них 1162 – в июне, 420 – в июле, 451 – в августе и 239 – в сентябре. Максимум количества идентифицированных вихрей в июне (1162) по сравнению с другими месяцами можно объяснить тем, что по характеру процессов июнь относят к более динамичным весенним месяцам для Арктического бассейна. Несколько большее количество выявленных вихрей в августе (451) по сравнению с июлем (420) объясняется более активным вихреобразованием на восточном шельфе Гренландского моря, пик которого был зафиксирован именно в августе.

Более крупные вихревые образования с диаметрами 10–20 км были зафиксированы над глубоководной частью прол. Фрама и восточным шельфом Гренландского моря, а более мелкие вихри – диаметром до 5 км – наблюдались преимущественно на небольших глубинах у арх. Шпицберген. Диаметры изменялись в диапазоне 1,3–71,1 км со средним значением 8,3 км. Количество циклонических вихрей (78%) значительно превышало число антициклонических образований (22%).

Таким образом, на смещения кромки льдов и на процесс вихреобразования в ПЛЗ оказывают существенное влияние ветровые условия. При резкой смене направления ветра может происходить отрыв фрагментов ледового поля. Выявленные в ПЛЗ вихревые образования имеют преимущественно циклоническое направление вращения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Niebauer H. J., Smith Jr. W. O.* A numerical model of mesoscale physical-biological interactions in the Fram Strait marginal ice zone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1989. Vol. 94, iss. C11. P. 16151–16175. <https://doi.org/10.1029/JC094iC11p16151>
2. *Kozlov I. E., Plotnikov E. V., Manucharyan G. E.* Brief Communication: Mesoscale and sub-mesoscale dynamics in the marginal ice zone from sequential synthetic aperture radar observations // *The Cryosphere*. 2020. Vol. 14. P. 2941–2947. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2941-2020>

3. Microstructure Observations of Turbulent Heat Fluxes in a Warm-Core Canada Basin Eddy / E. C. Fine [et al.] // *Journal of Physical Oceanography*. 2018. Vol. 48, iss. 10. P. 2397–2418. <https://doi.org/10.1175/JPO-D-18-0028.1>
4. Surface Drifter Observations from the Arctic Ocean's Beaufort Sea: Evidence for Submesoscale Dynamics / J. A. Mense [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. Vol. 122, iss. 4. P. 2635–2645. <https://doi.org/10.1002/2017JC013728>
5. Oceanographic conditions in the marginal ice zone north of Svalbard in early Fall 1979 with an emphasis on mesoscale processes / O. M. Johannessen [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1983. Vol. 88, iss. C5. P. 2755–2769. <https://doi.org/10.1029/JC088iC05p02755>
6. Лебедев К. В., Филлюшкин Б. Н., Кожелупова Н. Г. Водообмен полярных морей с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами на основе наблюдений АРГО // *Океанологические исследования*. 2019. Т. 47, № 2. С. 183–197. doi:10.29006/1564-2291.JOR-2019.47(2).11
7. Horvat C., Tziperman E., Campin J.-M. Interaction of sea ice floe size, ocean eddies, and sea ice melting // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, iss. 15. P. 8083–8090. <https://doi.org/10.1002/2016GL069742>
8. Наблюдение малых вихрей в Белом, Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых радиолокационных измерений / О. А. Атаджанова [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2017. № 2. С. 80–90. doi:10.22449/0233-7584-2017-2-80-90
9. Eddies in the Western Arctic Ocean from Spaceborne SAR Observations Over Open Ocean and Marginal Ice Zones / I. E. Kozlov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2019. Vol. 124, iss. 9. P. 6601–6616. <https://doi.org/10.1029/2019JC015113>
10. Kozlov I. E., Petrenko L. A., Plotnikov E. V. Statistical and dynamical properties of ocean eddies in Fram Strait from spaceborne SAR observations // *Proceedings of SPIE*. SPIE, 2019. Vol. 1150 : Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, Coastal Waters, and Large Water Regions 2019. 11150S. <https://doi.org/10.1117/12.2533317>
11. Kozlov I. E., Atadzhanova O. A. Eddies in the Marginal Ice Zone of Fram Strait and Svalbard from Spaceborne SAR Observations in Winter // *Remote Sensing*. 2022. Vol. 14, iss. 1. 134. <https://doi.org/10.3390/rs14010134>
12. Артамонова А. В., Козлов И. Е. Вихри в Норвежском и Гренландском морях по данным спутниковых РСА в летний период 2007 года // *Морской гидрофизический журнал*. 2023. Т. 39, № 1. С. 120–133. doi:10.29039/0233-7584-2023-1-120-133
13. Khachatryan E., Sandalyuk N. V. On the Exploitation of Multimodal Remote Sensing Data Combination for Mesoscale/Submesoscale Eddy Detection in the Marginal Ice Zone // *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2022. Vol. 19. 3513805. doi:10.1109/LGRS.2022.3215202
14. Khachatryan E., Sandalyuk N., Lozou P. Eddy Detection in the Marginal Ice Zone with Sentinel-1 Data Using YOLOv5 // *Remote Sensing*. 2023. Vol. 15, iss. 9. 2244. <https://doi.org/10.3390/rs15092244>
15. Кулаков М. Ю., Макшутас А. П. Роль дрейфа льда в формировании ледяного покрова Северного Ледовитого океана в начале XXI века // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 2 (96). С. 67–75.
16. Захаров В. Г., Кононова Н. К. Взаимосвязь динамики полей дрейфа льда в Арктическом бассейне и циркуляции атмосферы Северного полушария (летние сезоны) // *Сложные системы*. 2013. № 4 (9). С. 55–67.
17. Ogi M., Wallace J. M. The role of summer surface wind anomalies in the summer Arctic sea ice extent in 2010 and 2011 // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39, iss. 9. L09704. doi:10.1029/2012GL051330
18. Summer retreat of Arctic sea ice: Role of summer winds / M. Ogi [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35, iss. 24. L24701. <https://doi.org/10.1029/2008GL035672>
19. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis / J. C. Stroeve [et al.] // *Climatic Change*. 2012. Vol. 110. P. 1005–1027. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>

20. *Kwok R., Cunningham G. F.* ICESat over Arctic sea ice: Estimation of snow depth and ice thickness // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2008. Vol. 113, iss. C8. C08010. doi:10.1029/2008JC004753
21. Mesoscale eddies in the Fram Strait marginal ice zone during the 1983 and 1984 Marginal Ice Zone Experiments / J. A. Johannessen [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1987. Vol. 92, iss. C7. P. 6754–6772. <https://doi.org/10.1029/JC092iC07p06754>
22. *Hopkins T. S.* The GIN Sea—A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972–1985 // *Earth-Science Reviews*. 1991. Vol. 30, iss. 3–4. P. 175–318. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(91\)90001-V](https://doi.org/10.1016/0012-8252(91)90001-V)
23. The Atlantic Water boundary current north of Svalbard in late summer / M. D. Pérez-Hernández [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122, iss. 3. P. 2269–2290. doi:10.1002/2016JC012486
24. Eddy Near the Molloy Deep revisited / R. H. Bourke [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1987. Vol. 92, iss. C7. P. 6773–6776. <https://doi.org/10.1029/JC092iC07p06773>
25. Eddy-driven recirculation of Atlantic Water in Fram Strait / T. Hattermann [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, iss. 7. P. 3406–3414. <https://doi.org/10.1002/2016GL068323>
26. *Liu A. K., Häkkinen S., Peng C. Y.* Wave effects on ocean-ice interaction in the marginal ice zone // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1993. Vol. 98, iss. C6. P. 10025–10036. <https://doi.org/10.1029/93JC00653>
27. Evidence of Abrupt Transitions Between Sea Ice Dynamical Regimes in the East Greenland Marginal Ice Zone / D. M. Watkins [et al.] // *Geophysical Research Letters*. 2023. Vol. 50, iss. 15. e2023GL103558. <https://doi.org/10.1029/2023GL103558>
28. Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика в Баренцевом море / О. А. Атаджанова [и др.] // *Морской гидрофизический журнал*. 2018. Т. 34, № 3. С. 237–246. doi:10.22449/0233-7584-2018-3-237-246
29. Eddy-Resolving Simulation of the Atlantic Water Circulation in the Fram Strait With Focus on the Seasonal Cycle / C. Wekerle [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122, iss. 11. P. 8385–8405. <https://doi.org/10.1002/2017JC012974>
30. Eddies in the North Greenland Sea and Fram Strait from Satellite Altimetry, SAR and High-Resolution Model Data / I. L. Bashmachnikov [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2020. Vol. 125, iss. 7. e2019JC015832. doi:10.1029/2019JC015832
31. *Wadhams P., Squire V. A.* An ice-water vortex at the edge of the East Greenland Current // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1983. Vol. 88, iss. C5. P. 2770–2780. <https://doi.org/10.1029/JC088iC05p02770>
32. *Nurser A. J. G., Bacon S.* The Rossby radius in the Arctic Ocean // *Ocean Science*. 2014. Vol. 10, iss. 6. P. 967–975. <https://doi.org/10.5194/os-10-967-2014>
33. *Петренко Л. А., Козлов И. Е.* Характеристики вихрей у архипелага Шпицберген и в проливе Фрама по данным спутниковых РСА-наблюдений в летний период // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17, № 7. С. 167–177. doi:10.21046/2070-7401-2020-17-7-167-177

Об авторах:

Петренко Лариса Алексеевна, младший научный сотрудник, лаборатория морских полярных исследований, отдел дистанционных методов исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), **WoS ResearcherID: AAY-6398-2020**, **Scopus Author ID: 7004614243**, **ORCID ID: 0000-0001-7246-9885**, **SPIN-код: 1478-6492 AuthorID: 854482**, larcpetr@gmail.com

Козлов Игорь Евгеньевич, ведущий научный сотрудник, заведующий лабораторией морских полярных исследований, ФГБУН ФИЦ МГИ (299011, Россия, г. Севастополь, ул. Капитанская, д. 2), кандидат физико-математических наук, **ORCID ID: 0000-0001-6378-8956**, **ResearcherID: G-1103-2014**, **Scopus Author ID: 49963767500**, ik@mhi-ras.ru